

# 粤西云开地块高州钙硅酸盐麻粒岩的变质 *P-T* 历史及其构造意义

李超<sup>1,2</sup>, 仝来喜<sup>3\*</sup>, 黄小龙<sup>1</sup>, 刘兆<sup>1,2</sup>, 仲正<sup>1,2</sup>

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049; 3.西北大学 大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069)

**摘要:** 粤西云开地块高州钙硅酸盐麻粒岩保留了早古生代云开造山带构造热演化的重要信息, 对其进行研究可以更好地了解该造山带的变质历史。详细的岩相学研究表明钙硅酸盐麻粒岩仅保留了峰期麻粒岩相和峰期后角闪岩相两个变质阶段的矿物组合(M<sub>1</sub>-M<sub>2</sub>)。峰期矿物组合(M<sub>1</sub>)由基质中平衡共生的石榴石+透辉石+斜长石+钾长石±方柱石构成, 峰期后退变质矿物组合(M<sub>2</sub>)为蠕虫状透辉石+钙长石+石英后成合晶和钙铝榴石+石英冠状体及方解石+榍石+磁铁矿退变质矿物。由传统地质温压计和平均温压法计算获得钙硅酸盐麻粒岩峰期变质条件约为 803 °C/0.84 GPa, 峰期后退变质条件约为 660 °C/0.63 GPa, 指示钙硅酸盐麻粒岩经历了峰期中压高温麻粒岩相变质及晚期角闪岩相退变质过程。CL 图像显示该样品中的锆石具有清晰的核-边结构, LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明, 锆石核部年龄为~970 Ma, 代表钙硅酸盐麻粒岩的原岩形成于早新元古代, 锆石边部 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 加权平均年龄为 435±4 Ma, 指示麻粒岩相变质作用发生在早古生代(加里东期)。结合变质反应结构、温压估算以及年代学研究结果, 获得一条峰期后减压降温型顺时针 *P-T-t* 轨迹, 指示钙硅酸盐岩麻粒岩形成于华南早古生代碰撞造山的构造环境, 记录了扬子陆块与华夏陆块加里东期陆-陆碰撞及碰撞后抬升的演化过程。

**关键词:** 云开地块; 钙硅酸盐麻粒岩; *P-T* 轨迹; 锆石 U-Pb 定年; 加里东期造山

**中图分类号:** P588.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2020)06-1172-018

## 0 引言

由于华南加里东造山带缺乏早古生代俯冲相关的岛弧火山岩、蛇绿岩以及广泛受到印支期构造-变质热事件的叠加改造, 关于该造山带的大地构造背景和动力学机制仍有较大争议(Huang et al., 1980; Guo et al., 1989; Hsü et al., 1990; Ren, 1991; Hsü, 1994; Wang et al., 2013), 归结起来, 主要存在两种不同学术观点: 部分学者认为该造山带是陆-陆或弧-陆碰撞的结果(Guo et al., 1989; Hsü, 1994; Zhao

and Cawood, 2012; Lin et al., 2018; Liu et al., 2018); 多数研究者则认为该造山带具有板内造山的性质(Ren, 1991; 舒良树, 2006; Shu et al., 2008; Faure et al., 2009; Charvet et al., 2010; Li et al., 2010; Huang et al., 2013; Wang et al., 2013; 关义立等, 2016)。云开造山带位于华南加里东褶皱带的西南段, 是研究华南早古生代造山运动(广西运动; Ting, 1929)的关键地区之一。近年来, 关于华南加里东造山带形成的大地构造属性有了新的认识: 同位素年代学和地球化学研究表明, 云开地区原认为是(中)新元古代

收稿日期: 2019-08-13; 改回日期: 2019-09-25

项目资助: 国家重点研发计划“深地资源勘查开采专项”课题(2016YFC0600204)和中国地质调查局地质调查项目(DD2016343)联合资助。

第一作者简介: 李超(1992-), 男, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: lichao414@mails.ucas.ac.cn

通信作者: 仝来喜(1965-), 男, 博士, 教授, 主要从事变质岩石学研究。Email: tonglx@nwu.edu.cn

的变质深成侵入岩(花岗质片麻岩)实际上形成于早古生代(Wan et al., 2010), 是洋陆俯冲-碰撞的产物(覃小锋等, 2006, 2013); Liu et al. (2018)识别出云开地块西北缘早古生代岛弧火山岩、蛇绿岩残片、增生构造混杂岩, 并结合云开地区出露的 TTG 岩石、高温紫苏花岗岩、麻粒岩岩石组合, 揭示云开地块西北缘存在早古生代俯冲-增生-碰撞造山事件, 是华南海盆早古生代由北西向南东俯冲-增生-碰撞造山的产物。

本次研究采集了云开高州地区具有粒状变晶结构、块状构造, 且含麻粒岩相钙硅酸盐矿物组合的钙硅酸盐麻粒岩。麻粒岩构成了大陆下地壳的主要成分, 是研究下地壳物质组成和演化的重要窗口(Harley, 1989)。国内外对钙硅酸盐麻粒岩的成因和变质演化历史已开展了大量研究(Harley and Buick, 1992; Buick et al., 1993; Harley and Santosh, 1995; Satish-Kumar and Harley, 1998; Dasgupta and Pal, 2005; 徐仲元等, 2005; 张颖慧等, 2009; Yang et al., 2015), 均表明钙硅酸盐麻粒岩记录了其经历的变质作用及演化历史等重要信息。云开地块出露的钙硅酸盐麻粒岩, 与大理岩密切共生, 对该区此类岩石的详细研究尚未见报道。本文拟对华南加里东造山带西南段云开地块高州钙硅酸盐麻粒岩进行变质岩石学研究, 根据精细的矿物结构和变质反应结构准确地划分变质期次, 并用电子探针分析样品中代表性矿物的成分, 在此基础上, 运用传统地质温压计和平均温压法进行各变质阶段温度、压力条件估算, 并建立完整的变质作用  $P-T$  轨迹。通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年, 结合锆石阴极发光(CL)图像确定其原岩形成和变质时代, 从而探讨其构造意义及该区变质演化历史。精确厘定华南早古生代造山运动的构造属性及其后期改造作用, 对认识整个东亚的形成及其演化具有重大的意义, 对解决全球古生代地球动力学机制具有举足轻重的作用。

## 1 区域地质背景

华南板块主要由北西侧扬子陆块(克拉通)和南东侧华夏陆块两大块体组成(图 1a), 一般认为两陆块在新元古代(820~970 Ma)沿江南造山带发生聚合(Huang et al., 1980; Shu et al., 1994; Li, 1998; Zhao and Cawood, 1999; Li et al., 2010)。随着 Rodinia 超大陆的裂解, 扬子与华夏陆块之间发育华南裂谷, 750 Ma 之后华南裂谷盆地沉积巨厚的碎屑沉积物, 该过程可能持续到奥陶纪(Charvert, 2013)。然而, 该

观点不能很好解释以下地质事实: 首先, 扬子陆块和华夏陆块的统一盖层直到泥盆纪才出现, 传统上有时据此将华南称为加里东地台; 其次, 长期以来未发现华夏地块为古老地块的确凿证据; 再者, 早古生代曾经存在过大洋及其消失的地质证据, 近年来沿着江-绍拼合带陆续被发现(吴福元等, 2020 及文中参考文献)。早期学者认为扬子陆块与华夏陆块之间的华南海盆在新元古代板块聚合造山作用过程中并未完全消亡, 加里东期华南海盆向华夏陆块俯冲造成弧-弧或弧-陆碰撞, 形成加里东造山带(Guo et al., 1989; Hsü, 1994)。因此, 尽管除了云开地区疑似为蛇绿岩残片的报道外, 目前还未发现确切的蛇绿岩, 但已有资料无法排除扬子陆块与华夏陆块之间存在早古生代大洋的可能性。该大洋大约在志留纪(~440 Ma)闭合, 此时扬子陆块与华夏陆块发生碰撞(Liu et al., 2018)或扬子和西华夏陆块组成的统一陆块与东南部某个陆块发生碰撞, 完成克拉通化过程, 随后发育统一的沉积盖层(Lin et al., 2018)。关于扬子陆块与华夏陆块的分界线, 一般认为其东段为北东向的江山-绍兴断裂, 但是其西段边界仍存在争议, 地球物理数据揭示郴州-临武断裂东西两侧莫霍面的深度有显著改变(Zhang and Wang, 2007), 该断裂可能是西段的分界线(Wang et al., 2008)。扬子陆块与华夏陆块具有不同的前寒武纪演化历史。扬子陆块出露的最古老的岩石是位于崆岭地体的奥长花岗质片麻岩, 其形成时代为  $3302 \pm 7$  Ma(Gao et al., 2011), 崆岭附近的太古代泥质变质岩中存在有约 3.2 Ga 的锆石碎屑物质(Qiu and Gao, 2000; Zhang et al., 2006)。与之相比, 华夏陆块出露的岩石相对较为年轻, 目前已经确定的最古老的岩石是出露于浙南、闽北地区的古元古代变质火成岩(Li et al., 1989; 胡雄健, 1994; 甘晓春等, 1995), 以及出露于浙西南地区的古元古代八都群, 主要岩石类型为黑云斜长片麻岩、变粒岩、黑云片岩和少量斜长角闪岩等。闽西北-浙西南八都群、麻源群和天井坪组的斜长角闪岩给出的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为  $1766 \pm 19$  Ma(李献华等, 1998)。

云开造山带地处广东、广西两省交界处, 北东-南西向展布, 构造上属于华夏和扬子两大陆块的结合地带, 是华南武夷-云开造山带西南段的重要组成部分(图 1b; Li et al., 2010)。其东西界限分别为吴川-四会断裂和梧州-博白断裂(图 2a), 面积约 50000 km<sup>2</sup>, 断层和韧性剪切带大致呈北东-南西走向, 主要岩石组成为经历韧性剪切变形的花岗岩、混合岩及片麻岩(Chen et al., 2012)。云开造山带变质

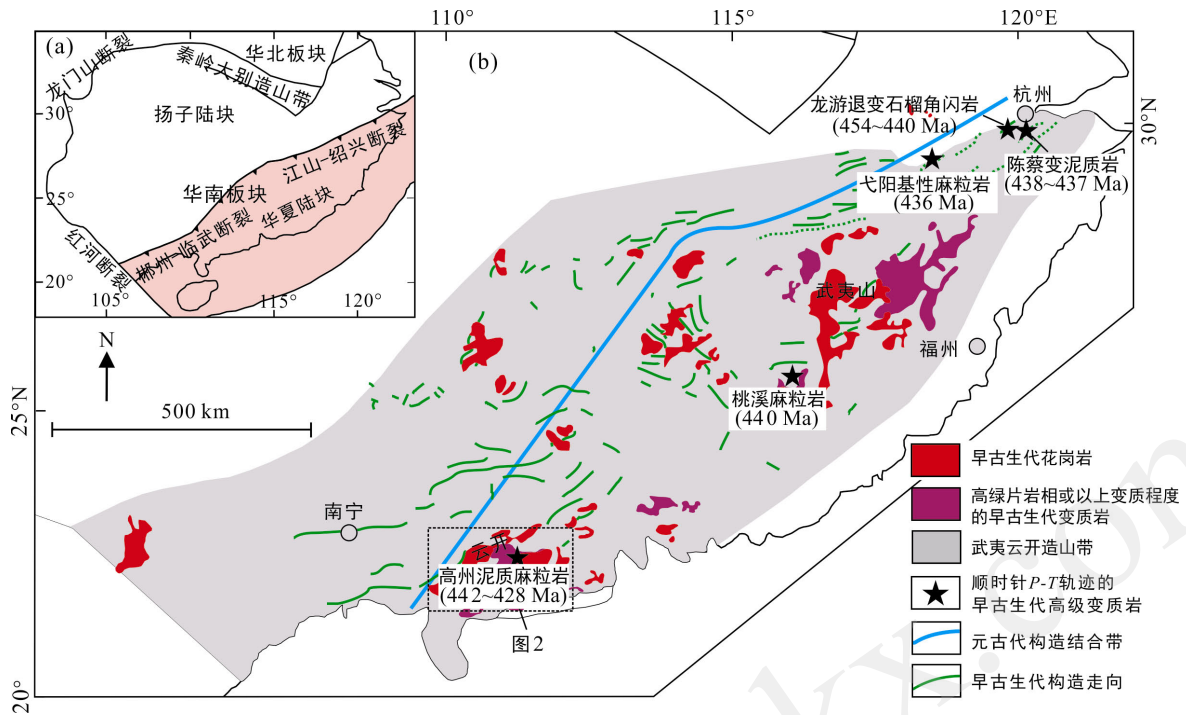


图 1 华南构造简图(a)和早古生代武夷-云开造山带区域地质图(b)(据 Li et al., 2010)

Fig.1 Simplified tectonic map of South China (a), and regional geological map of the early Paleozoic Wuyi-Yunkai orogen (b)

杂岩具有双层结构特点,深变质岩系主要分布在天堂山、六麻、信宜及高州一带,形成于古-中元古代甚至更老年代,主要为角闪岩-麻粒岩相的各种高度变质的岩石和不同熔融程度的混合岩及花岗岩,变质及变形复杂,混合岩化强烈,称为高州杂岩;浅变质地层主要分布在深变质岩系的外围,为一系列新元古代绿片岩相(局部达到角闪岩相)的低变质程度的岩石组成,一般称之为云开群;盖层为未变质或低级变质的泥盆系及其以上地层(钟增球和游振东, 1996)。

研究区位于粤西高州新垌镇云炉-龙修一带(图 2b),该区出露一套钙质变质岩系(钙硅酸盐变粒岩和大理岩类),呈厚层状,与之共生的岩石组合以片麻岩为主,有薄层状石英岩、薄层状矽线堇青石云母片岩、堇青石英岩、黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩(周汉文和李献华, 1998)。研究区可见大量紫苏花岗岩及麻粒岩包体出露,早古生代(430~450 Ma)的紫苏花岗岩侵入到钙质变质岩系中,其中的中低压高温(0.6~0.69 GPa, 807~836 °C)麻粒岩包体为加里东期(440~460 Ma)变质作用的产物(陈斌和庄育勋, 1994),外围的球斑状钾长黑云母花岗岩形成于约 420 Ma (周汉文等, 1994)。

## 2 样品采集和岩相学

钙硅酸盐麻粒岩样品采自云炉-龙修地区的钙质变质岩系中,采样位置见图 2b,样品编号为 GZ14-03 和 GZ14-11。样品 GZ14-03 保留了较好的变质反应结构和矿物组成,呈灰白色,细粒变晶结构,块状构造,野外露头可见钙硅酸盐麻粒岩与含矽线石榴黑云变粒岩相伴生(图 3a)。该样品主要由钙长石(~35%)、单斜辉石(~25%)、钾长石(~15%)、石榴石(~10%)、榍石(~5%)、石英(~5%)及少量副矿物(磁铁矿、锆石、绿帘石)组成(图 3b~f)。单斜辉石为透辉石,单偏光下呈深绿色,它形,粒度为 0.1~0.5 mm (图 3b)。根据矿物形态及反应结构特征,单斜辉石可分为两个世代:①中粒单斜辉石(0.3~0.5 mm),呈它形晶,与基质中的钾长石和石英平衡共生,代表了峰期矿物组合(图 3b、d);②细粒单斜辉石(0.1~0.3 mm),与钙长石和磁铁矿形成蠕虫状后合成晶结构(图 3c、d)。而蠕虫状细粒单斜辉石+钙长石退变结构,可能指示了峰期石榴石的降压分解过程,发生了  $\text{Grt} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Cpx} + \text{An}$  变质反应(陈相艳等, 2015)。由于发生强烈的退变质(图 3d),峰期石榴石几乎全部分解,仅有少量残留石榴石随机分布在基质中。另一种

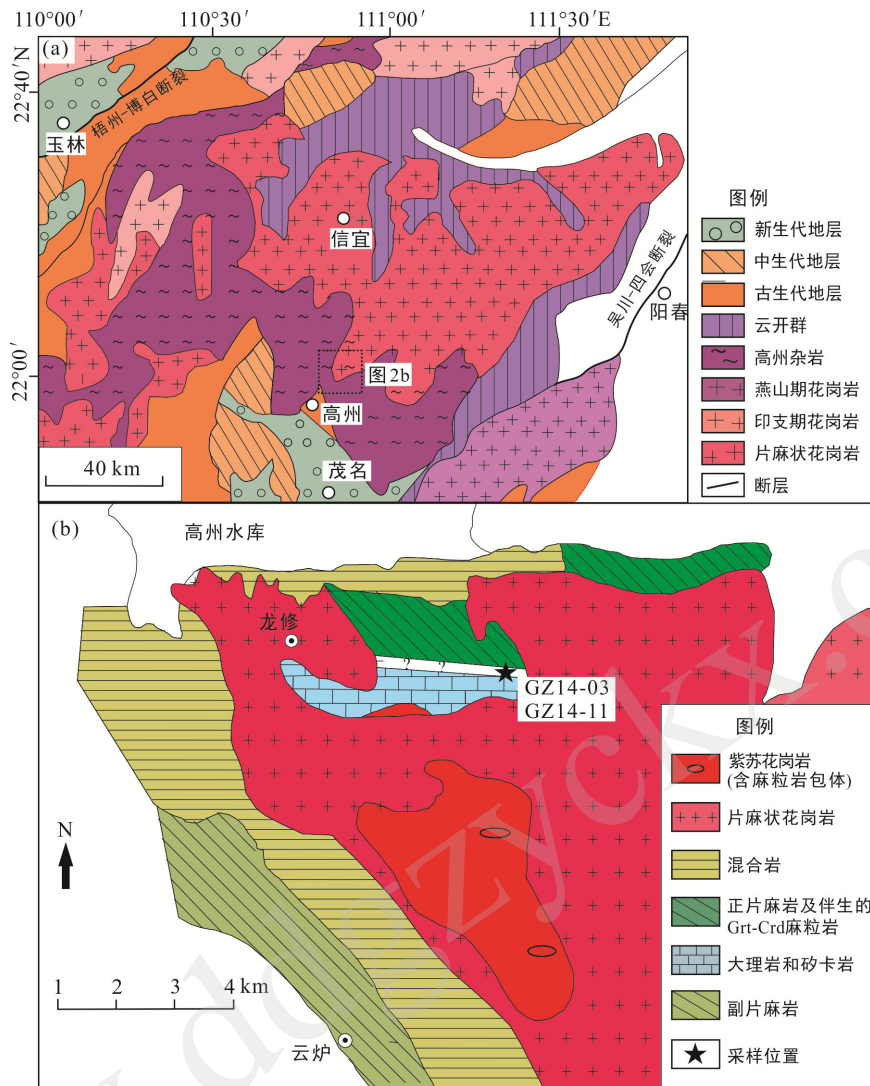


图2 粤西云开地块(a)和高州地区(b)地质简图(据 Chen et al., 2012)

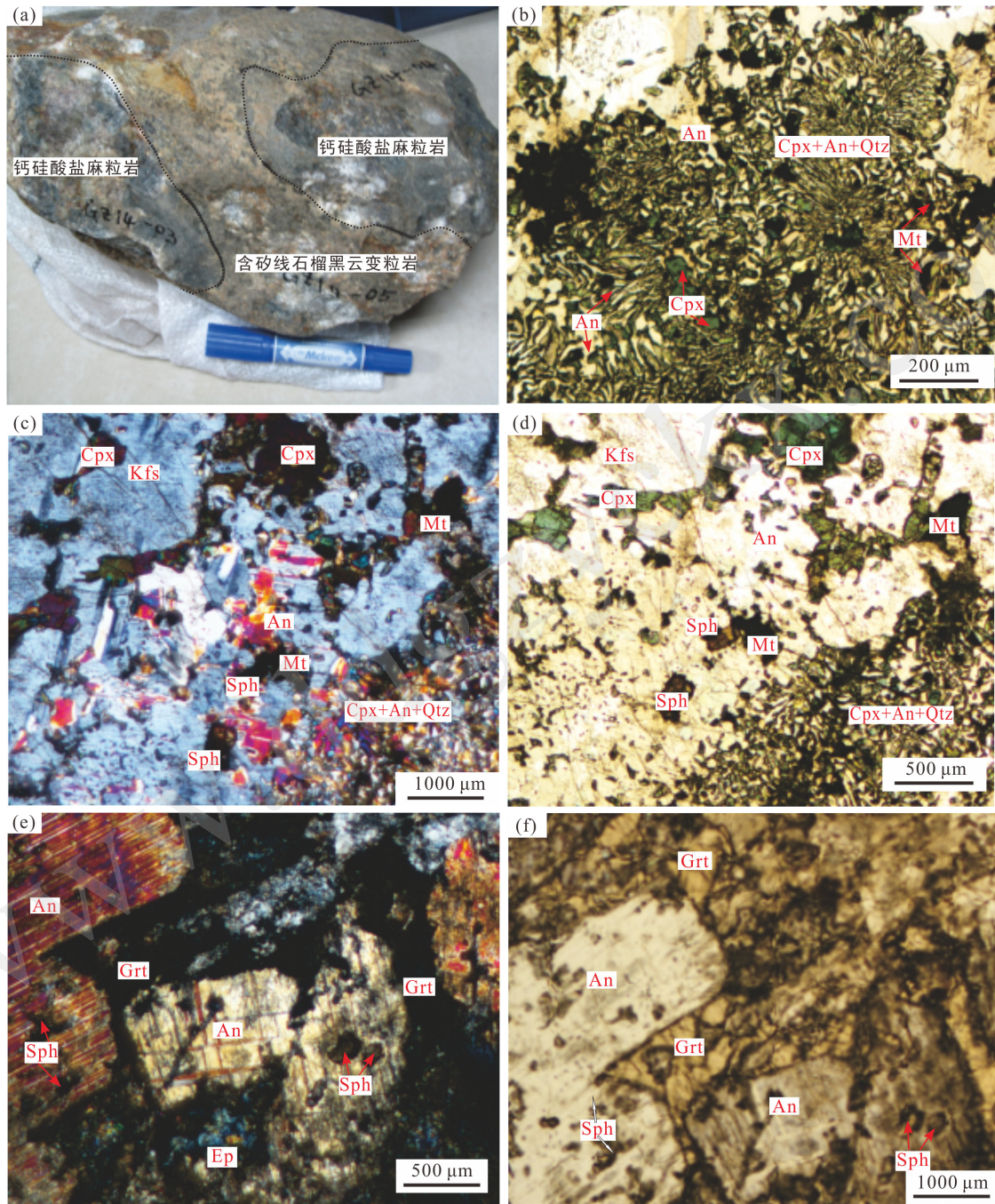
Fig.2 Geological map of the Yunkai massif (a) and Gaozhou area (b) in Western Guangdong, South China

石榴石(0.1~0.5 mm)与石英呈冠状体结构形成于条纹长石假晶(已退变为钙长石)边部,与钙长石平衡共生,因而推测这种冠状体石榴石为峰期后矿物(图 3e)。榍石为半自形晶,粒度为 0.05~0.25 mm,常被包裹于钾长石和钙长石中(图 3d、e),但未见被包裹于中粒单斜辉石中。根据矿物形态,钙长石有两种类型:一种与单斜辉石形成蠕虫状退变结构;另一种呈条纹长石自形的假晶,与冠状体形态石榴石平衡共生。推测两种钙长石均由峰期矿物(石榴石或钾长石)经历退变质反应形成,且在冠状体石榴石晶域可见少量退变质绿帘石(Ep)生成(图 3e)。未见单斜辉石斑晶中有包裹体矿物残留,峰期前矿物组合可能在高级变质作用过程中遭受强烈的变质反应而消失,因而无法确定,仅保留了峰期和峰期后两个阶段的矿物组合。

样品 GZ14-11 的矿物组成为单斜辉石(~25%)、方解石(~20%)、钾长石(~10%)、石英(~10%)、榍石(~10%)、石榴石(~5%)、斜长石(~5%)、方柱石(~5%)、钛铁矿(~5%)以及少量锆石(图 4)。单斜辉石为透辉石,呈变斑晶粒状,大小约为 0.3~1.5 mm,斑晶内可见钾长石、榍石及石英包裹体(图 4a、d),样品中出现大量的钾长石、方解石和石英,推测可能发生的变质反应为:  $Bt+Cc+Qtz \rightarrow Di+Kfs+Sph$  (Rapa et al., 2017),黑云母在变质反应中全部消耗,故在样品中未见黑云母矿物残留。可见方柱石转变为细粒  $Pl+Cc+Qtz$  的集合体(图 4c)。榍石多为自形-半自形,粒度为 0.3~0.6 mm,常位于单斜辉石边部。方解石主要呈大小 0.2~1 mm 的斑晶状,或~0.2 mm 以下细粒充填在透辉石边部(图 4d),当原岩中碳酸盐矿物

含量大于其他组分时,在脱碳酸的变质反应中方解石、白云石中的钙、镁与原岩中的硅、铝、铁等组分相结合,形成钙镁、钙铝的硅酸盐矿物后还剩余一定量方解石、白云石,但这些碳酸盐矿物在岩石

中含量<50%。对比样品 GZ14-03 和 GZ14-11,均不含硅灰石,前者不含方解石,而后者含大量的方解石,在钙硅酸盐麻粒岩中,碳酸盐矿物含量变化较大,在 0~50%之间。



矿物代号: Cpx. 单斜辉石; Cc. 方解石; An. 钙长石; Kfs. 钾长石; Qtz. 石英; Sph. 榍石; Grt. 石榴石; Pl. 斜长石; Scap. 方柱石; Ilm. 钛铁矿; Mt. 磁铁矿。

图 3 钙硅酸盐麻粒岩(GZ14-03)手标本照片(a)和显微照片(b-f)

Fig.3 Photos of hand specimen (a) and photomicrographs (b - f) of the calc-silicate granulite (sample GZ14-03)

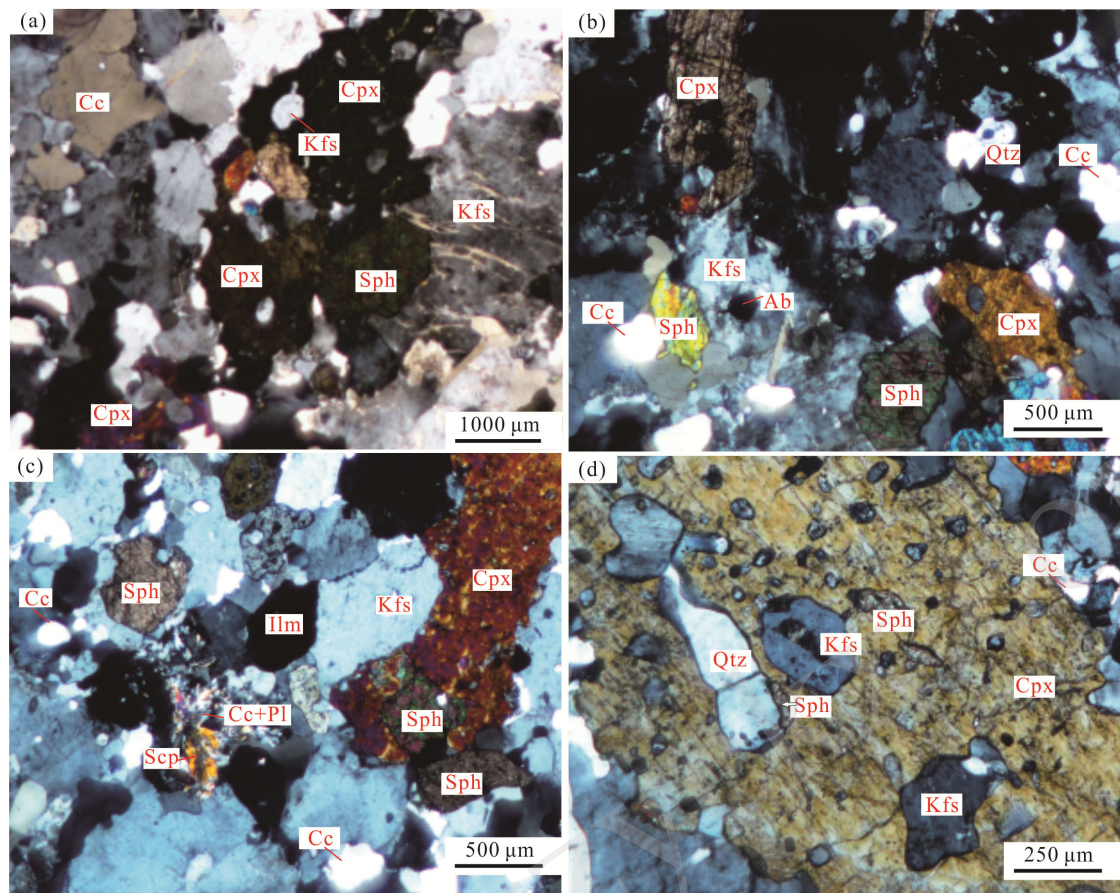


图 4 钙硅酸盐麻粒岩(GZ14-11)显微照片(矿物代号同图 3)

Fig.4 Microphotographs of the calc-silicate granulite (GZ14-11)

综合分析岩相学和变质反应结构特征,云开地块钙硅酸盐麻粒岩保留了峰期和峰期后两个变质阶段的矿物组合( $M_1-M_2$ ),峰期矿物组合( $M_1$ )由基质中平衡共生的石榴石+单斜辉石(透辉石)+斜长石+钾长石±方柱石构成。退变质阶段矿物组合( $M_2$ )为蠕虫状单斜辉石(透辉石)+钙长石+石英后成合晶和钙铝榴石+石英冠状体及方解石+楣石+磁铁矿退变组合。

### 3 分析方法

单矿物电子探针分析、锆石 CL 图像和 U-Pb 同位素测年在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室和中国科学院矿物学与成矿学重点实验室完成。

电子探针分析利用 JXA-8100 型电子探针仪完成。分析条件为:加速电压 15 kV,电流为 20 nA,束斑大小为 1~2  $\mu\text{m}$ ,大部分元素的峰位分析时间为 20 s,采用 ZAF 校正法。锆石阴极发光(CL)图像利用场发射扫描电镜(SEM)采集,用于观察锆石的内部结构和选择合适的锆石 U-Pb 定年点位。锆石

LA-ICP-MS 原位分析所用仪器为 Agilent 7500a ICP-MS,激光波长为 193 nm,激光脉冲功率为 80 mJ,频率为 10 Hz,束斑直径为 2  $\mu\text{m}$ ,剥蚀时间为 40 s。锆石标样 91500 作为外标进行年龄校正,每 5 个样品点重复分析一次 91500 标样。具体的精确分析过程描述详见 Liu et al. (2008)。选用 ICPMSDataCal 8.4(Liu et al., 2010)软件对锆石分析信号进行选择、漂移校正和定量标准化。利用 ISOPLLOT(version 3.0)(Ludwig, 2003)进行 U-Pb 年龄谱和图绘制和年龄计算。

### 4 矿物化学特征

对不同阶段和种类的矿物进行了单矿物成分分析,代表性结果见表 1 和表 2,矿物的阳离子数是利用 Holland 开发的 AX62 程序计算而来,矿物化学成分如下:

(1) 石榴石:石榴石有两种结构类型。第一种位于样品 GZ14-03 中,呈冠状体分布在钙长石边部,石榴石成分主要为钙铝榴石和铁铝榴石,锰铝榴石

和镁铝榴石含量极低(Alm<sub>2-10</sub>Grs<sub>90-98</sub>Prp<sub>0-1</sub>Sps<sub>0-1</sub>)(表 1)。另一种位于样品 GZ14-11 中,呈细粒随机分布在基质中,成分为铁铝榴石和镁铝榴石的固溶体,且锰铝榴石的含量较高(Alm<sub>66-67</sub>Grs<sub>3-4</sub>Pyp<sub>19-20</sub>Sps<sub>11-12</sub>)(表 2)。

(2) 单斜辉石: 钙硅酸盐麻粒岩 GZ14-03 中的单斜辉石为较纯的透辉石, 含有较低的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

(2.38%~4.38%)和很低的 Na<sub>2</sub>O(0.07%~0.15%)。中粒单斜辉石具有较高的铁含量 FeO<sup>T</sup>(18.76%~20.57%), 较低的镁含量 MgO(3.19%~3.87%); 细粒呈蠕虫状的单斜辉石铁含量较低 FeO<sup>T</sup>(14.8%~17.26%), 较高的镁含量 MgO(4.61%~5.62%)(表 1), 与峰期的中粒单斜辉石成分相比, 可能反映了退变质降温过程。

表 1 钙硅酸盐麻粒岩(GZ14-03)各矿物代表性化学成分(%)

Table 1 Chemical compositions of the minerals in the calc-silicate granulite (GZ14-03) (%)

矿物	Grt <sub>1</sub>	Grt <sub>2</sub>	Cpx <sub>1</sub>		Cpx <sub>2</sub>		Kfs <sub>1</sub>	An <sub>2</sub>			
结构	残留核部	退变石榴石	残留辉石		退变辉石		斑晶	蠕虫状退变钙长石		假晶状退变钙长石	
SiO <sub>2</sub>	39.71	40.60	46.48	46.54	47.51	48.55	65.64	43.28	43.03	42.71	44.37
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.28	0.32	0.27	0.18	0.09	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.99	20.91	4.38	3.66	2.40	2.38	18.41	35.91	35.59	36.09	36.58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
FeO <sup>T</sup>	0.80	4.78	20.28	21.01	24.07	20.35	0.01	0.20	0.28	0.31	0.13
MnO	0.08	0.02	0.31	0.32	0.26	0.33	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00
MgO	0.00	0.06	5.32	4.61	3.19	5.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	36.25	32.75	23.98	24.16	23.30	23.25	0.05	20.87	20.61	21.20	19.46
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.04	0.12	0.07	0.13	0.15	0.43	0.32	0.26	0.19	0.40
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	15.76	0.02	0.03	0.01	0.01
Total	99.89	99.49	101.19	100.64	101.04	100.73	100.34	100.64	99.82	100.52	100.98
O	12	12	6	6	6	6	8	8	8	8	8
Si	2.99	3.09	1.81	1.84	1.89	1.90	3.01	2.00	2.01	1.98	2.03
Ti	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.04	1.87	0.20	0.17	0.11	0.11	1.00	1.96	1.96	1.97	1.97
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.16	0.15	0.11	0.09	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe <sup>2+</sup>	0.05	0.30	0.48	0.53	0.69	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.31	0.27	0.19	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.92	2.67	1.00	1.02	0.99	0.98	0.00	1.03	1.03	1.05	0.95
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.92	0.00	0.00	0.00	0.00
Me											
Prp	0.00	0.23									
Alm	1.68	10.20									
Grs	98.15	89.53									
Sps	0.17	0.03									
X <sub>En</sub>			0.17	0.15	0.10	0.18					
X <sub>Fs</sub>			0.27	0.29	0.37	0.30					
X <sub>Wo</sub>			0.56	0.56	0.53	0.52					
An							0.21	97.18	97.54	98.32	96.46
Ab							3.95	2.73	2.27	1.59	3.54
Or							95.84	0.09	0.19	0.09	0.00

注: FeO<sup>T</sup> 为全铁; Prp=100×Mg/(Fe<sup>2+</sup>+Mg+Ca+Mn); Alm=100×Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg+Ca+Mn); Grs=100×Ca/(Fe<sup>2+</sup>+Mg+Ca+Mn); Sps=100×Mn/(Fe<sup>2+</sup>+Mg+Ca+Mn); X<sub>En</sub>=Mg/(Mg+Ca+Fe<sup>2+</sup>); X<sub>Fs</sub>=Fe<sup>2+</sup>/(Mg+Ca+Fe<sup>2+</sup>); X<sub>Wo</sub>=Ca/(Mg+Ca+Fe<sup>2+</sup>); An=100×Ca/(Ca+Na+K); Ab=100×Na/(Ca+Na+K); Or=100×K/(Ca+Na+K)。

表 2 钙硅酸盐麻粒岩(GZ14-11)各矿物代表性化学成分(%)  
Table 2 Chemical compositions of the minerals in the calc-silicate granulite (GZ14-11) (%)

矿物 结构	Grt		Cpx			Kfs	Kfs		Ab	Scp
	斑晶	斑晶	斑晶	斑晶	斑晶	包裹体	斑晶	斑晶	包裹体	斑晶
SiO <sub>2</sub>	37.62	37.89	49.82	50.14	50.08	65.67	65.80	65.69	68.67	43.17
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.04	0.00	0.05	0.04	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.55	21.87	0.68	0.87	0.81	18.61	18.24	18.67	20.51	28.80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.06	0.53	0.00
FeO <sup>T</sup>	30.89	30.15	19.37	19.02	18.95	0.05	0.03	0.00	0.00	0.39
MnO	4.83	5.13	0.33	0.29	0.29	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04
MgO	4.82	4.92	5.61	5.51	5.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
CaO	1.13	1.08	24.60	24.64	24.56	0.00	0.00	0.00	0.11	21.02
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.06	0.32	0.30	0.28	0.75	0.75	0.52	11.59	1.47
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	15.69	15.51	15.95	0.61	0.24
Total	100.97	101.21	100.73	100.87	100.54	100.83	100.41	100.89	102.02	95.30
O	12	12	6	6	6	8	8	8	8	Si+Al=13
Si	2.97	2.98	1.95	1.96	1.96	3.00	3.02	3.00	2.95	6.69
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.01	2.03	0.03	0.04	0.04	1.00	0.99	1.01	1.04	5.26
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.06	0.03	0.09	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	1.98	1.95	0.53	0.55	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Mn	0.32	0.34	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.57	0.58	0.33	0.32	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52
Ca	0.10	0.09	1.03	1.03	1.03	0.00	0.00	0.00	0.01	3.52
Na	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.07	0.07	0.05	0.97	0.44
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.91	0.91	0.93	0.03	0.05
Me										87
Prp	98.97	91.00								
Alm	1.03	9.00								
Grs	0.00	0.00								
Sps	10.89	11.52								
X <sub>En</sub>			0.17	0.17	0.17					
X <sub>Fs</sub>			0.28	0.29	0.29					
X <sub>Wo</sub>			0.55	0.54	0.54					
An						0.00	0.00	0.00	0.50	
Ab						6.73	6.78	4.71	96.22	
Or						93.27	93.22	95.29	3.28	

注: Me=100×Ca/(Ca+Na)。

样品 GZ14-11 中单斜辉石呈粗粒斑晶状, 与 GZ14-03 样品相比, 其 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量较低为 0.68%~0.87%, CaO 含量略高为 24.56%~24.64%(表 2)。

(3) 长石: 钙硅酸盐麻粒岩中主要出现钙长石和钾长石两种类型, 样品 GZ14-03 中钾长石的成分为 An<sub>0.2</sub>Ab<sub>3.9</sub>Or<sub>95.8</sub>, 钙长石的成分为 An<sub>95.4-98.3</sub>Ab<sub>1.6-4.2</sub>Or<sub>0.1-0.4</sub> (表 1); 样品 GZ14-11 中钾长石的成分为

An<sub>0-0.1</sub>Ab<sub>4.7-6.7</sub>Or<sub>93.2-95.3</sub>(表 2)。

(4) 榴石: 样品 GZ14-03 和 GZ14-11 中的榴石分别与钙铝榴石和蠕虫状透辉石共生或被包裹于钙长石中, 具有一致的矿物成分, 其 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量较低(1.7%~4.1%), 为低铝榴石, 而 CaO 含量较高(27.3%~28.4%), 可能与岩石的全岩成分富钙贫铝有关。



(5) 磁铁矿: 细粒磁铁矿零散分布在蠕虫状单斜辉石与钙长石后成合晶晶域, 其 FeO 含量高达 93.2%, 含少量的  $\text{TiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (<0.4%)。

## 5 钙硅酸盐麻粒岩的矿物共生及演化

如前文岩相学研究所示, 钙硅酸盐麻粒岩峰期矿物组合( $M_1$ )由基质中平衡共生的石榴石+透辉石+斜长石+钾长石+方柱石构成, 峰期后退变质矿物组合( $M_2$ )为蠕虫状透辉石+钙长石+石英后成合晶、钙铝榴石+石英冠状体和方解石+榍石+磁铁矿退变质矿物。有关钙硅酸盐麻粒岩重要变质反应的单变平衡曲线见图 5。两个钙硅酸盐麻粒岩样品中均未出现硅灰石, 而石英和方解石共生, 说明当时温度应在曲线②和④之间。本区钙硅酸盐麻粒岩样品 GZ14-11 中, 常见  $\text{Scp}+\text{Cc}+\text{Pl}+\text{Qtz}$  平衡共生, 其方柱石的钙柱石端元成分为  $\text{Me}=77\sim 87$ 。根据 Ellis (1987) 的实验资料, 当  $T=750\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P=0.4\text{ GPa}$  时,  $\text{Scp}(\text{Me}87)$  和  $\text{Pl}$ 、 $\text{Cc}$  及  $\text{Qtz}$  平衡共生(图 5 曲线④), 所以本区峰期的温度应与此相似。又因岩石中同时存在与曲线⑤和⑥及⑦大致相同的单变平衡组合, 根据它们的交点推测峰期压力为 0.55~0.65 GPa 左右。在峰期后降温过程中, 方柱石转变为  $\text{Pl}+\text{Cc}+\text{Qtz}$  或  $\text{Gr}_s$ , 说

明温度由图 5 中曲线⑤与⑥的交点附近开始向左侧迁移, 有些岩石中斜长石转变为钙铝榴石, 穿越了曲线⑦, 反映温度继续下降。

钙硅酸盐麻粒岩变质反应的平衡条件, 除温度和压力之外, 还和变质流体中  $X_{\text{CO}_2}/X_{\text{H}_2\text{O}}$  值关系密切。前人根据有关实验资料编绘的  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  体系的  $T-X_{\text{CO}_2}$  图解(图 6), 设定  $P_L=P_T=0.6\text{ GPa}$ , 结果大体和本区相当。由图可知钙铝榴石的出现不仅和温度有关, 而且只限于  $X_{\text{CO}_2}\leq 0.25$  的区间。图中带箭头曲线表示降温阶段的温度和流体成分的变化趋势。曲线 I 表示随温度和  $X_{\text{CO}_2}$  的降低(或  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  的相对增加), 岩石中  $\text{Me}$  含量较高( $\approx 87$ )的方柱石首先转变为  $\text{Pl}+\text{Cc}+\text{Qtz}$ , 再转变为钙铝榴石, 接着后者又可转变成黝帘石, 与样品 GZ14-03 的演化相似。曲线 II 表示含  $\text{Me}$  较低( $\approx 77$ )的方柱石则先形成  $\text{Pl}+\text{Cc}+\text{Qtz}$ , 接着形成黝帘石, 而不出现钙铝榴石, 相当于样品 GZ14-11 的演化。因此  $X_{\text{CO}_2}/X_{\text{H}_2\text{O}}$  值的降低也是引起这些反应的重要因素。由于高温麻粒岩相条件下碳酸盐岩石的流体相一般  $X_{\text{CO}_2}/X_{\text{H}_2\text{O}}$  值较高, 故在降温过程中虽温度穿越图 5 曲线①和②进入它们的左侧, 但仍然没有广泛出现  $\text{Di}$  转变为滑石或透闪石等现象。

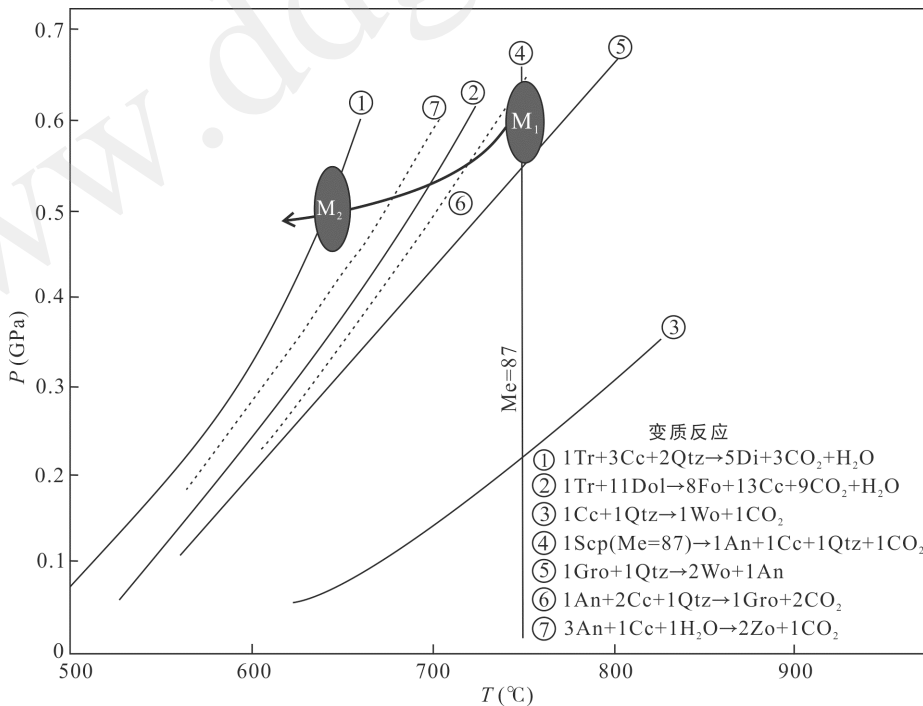
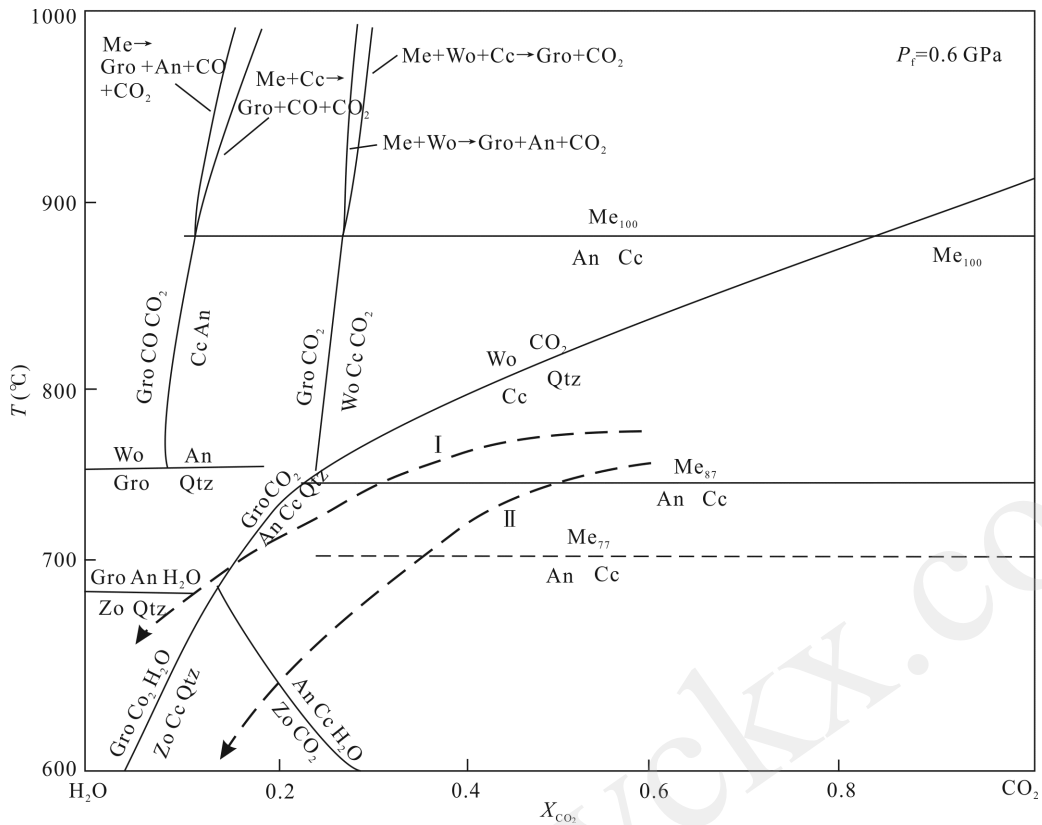


图 5 钙硅酸盐麻粒岩中的矿物演化及温压限定(据卢良兆等, 1996)  
Fig.5  $P$ - $T$  plot showing mineral evolution of the calc-silicate granulite



箭头表示峰期后降温过程的温度和  $X_{CO_2}/X_{H_2O}$  变化趋势。

图 6  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$  体系的等压( $P_f=0.6$  GPa) $T-X_{CO_2}$  图解(据 Ellis, 1987; 卢良兆等, 1996)  
Fig.6 An isobaric  $T-X_{CO_2}$  diagram constructed in  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$  system at 0.6 GPa

### 6 变质 $P-T$ 计算

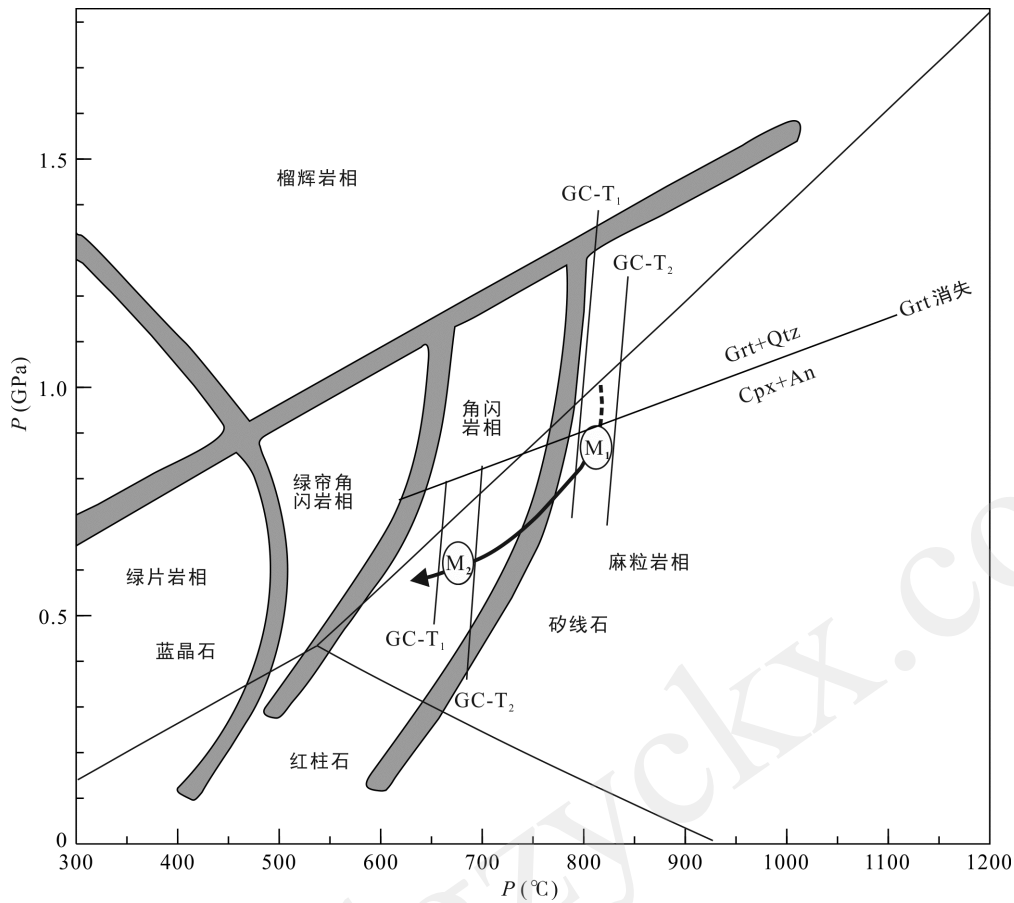
由钙硅酸盐麻粒岩中 Scp( $Me=87$ )和 Pl、Cc 和 Qtz 平衡共生分析, 样品峰期变质温度在  $750\text{ }^\circ\text{C}$  左右(图 5), 钙硅酸盐麻粒岩中 Scp+Pl+Cc+Qtz 和 Grs+An+Qtz 这两种组合同时稳定存在, 据图 5 中单变平衡线④和⑤及⑥的交点判断, 压力亦应在  $0.55\sim 0.65$  GPa 之间。峰期后阶段 Scp 转变为 Pl+Cc+Qtz, 或 Grs+Qtz+Pl, 或见到斜长石转变为 Grs, 说明  $P-T$  条件在图 5 中已降到曲线⑥、⑦的左侧, 温度亦在  $600\sim 700\text{ }^\circ\text{C}$ 。

另外, 对于含钙铝榴石的样品 GZ14-03, 由于在单斜辉石斑晶中未发现包裹体矿物, 峰期前的矿物组合不能确定, 峰期前的温度压力无法定量计算, 但据岩相观察推测应位于石榴石稳定域(图 7)。如表 3 所示, 根据 Ravna (2000)的 Grt-Cpx 温度计, 运用各阶段矿物的探针成分, 再结合 THERMOCALC 平均温压法(Powell and Holland, 1994), 并采用峰期残留石榴石和单斜辉石的核部成分, 由 Ravna (2000) Grt-Cpx 温度计分别计算出近等压线 GC-T<sub>1</sub>, GC-T<sub>2</sub> (图 7), 再结合岩相学观察的石榴石分解结构, 指示

石榴石分解反应  $Grt+Qtz\rightarrow Cpx+An$ , 共同约束了钙硅酸盐麻粒岩(GZ14-03)峰期阶段的温压条件为  $774\sim 803\text{ }^\circ\text{C}$ 、 $0.83\sim 0.85$  GPa( $M_1$ ), 计算的温压结果比上文通过钙硅酸盐麻粒岩变质反应线限定的温压压力略高, 这可能是峰期后岩石发生强烈退变质改造, 峰期石榴石的 Fe、Mg 等成分受到后期退变质过程影响所致; 同理, 根据后成合晶中单斜辉石和钙铝榴石的探针成分, 运用 Grt-Cpx 温度计分别计算出近等压线 GC-T<sub>1</sub>, GC-T<sub>2</sub>, 再结合平均温压法共同约束了钙硅酸盐麻粒岩峰期后退变质温压条件为  $620\sim 669\text{ }^\circ\text{C}$ 、 $0.64\sim 0.66$  GPa( $M_2$ ), 与上文通过钙硅酸盐麻粒岩变质反应线约束的温压结果在误差范围内一致。计算结果见表 3, 从而获得钙硅酸盐麻粒岩峰期到峰期后减压降温的顺时针  $P-T$  轨迹(图 7)。

### 7 锆石 U-Pb 年代学

利用重液磁分离法分离出锆石, 在双目显微镜下并结合锆石 CL 图像挑选晶型完整、无缝隙的锆石进行了 40 个点的 LA-ICP-MS 分析(分析点 GZ14-11-17 其年龄结果谐和度  $< 90\%$ , 剔除), 结果见表 4。



*P-T* 格子中各变质相引自 Spear (1993), 铝硅酸盐矿物稳定域是 Perple\_X 程序(version 6.8.4)和内部一致性热力学数据库(hp62, Holland and Powell, 2011)计算而得, 石榴石消失线据 Liu et al. (1996)。

图 7 云开地块钙硅酸盐麻粒岩变质 *P-T* 轨迹

Fig.7 *P-T* path for the calc-silicate from the Yunkai massif

表 3 钙硅酸盐麻粒岩地质温压计及热力学模拟计算结果

Table 3 Thermobarometer and thermodynamic *P-T* estimates for the calc-silicate granulite

变质期次	Grt-Cpx 温度计				平均温度/压力	
	GC-T <sub>1</sub>		GC-T <sub>2</sub>			
峰期(M <sub>1</sub> )	0.7 GPa(设定)	774 °C	0.7 GPa(设定)	810 °C	774~803 °C	0.83~0.85 GPa
	0.9 GPa(设定)	800 °C	0.9 GPa(设定)	820 °C		
峰期后(M <sub>2</sub> )	0.5 GPa(设定)	618 °C	0.5 GPa(设定)	627 °C	620~669 °C	0.64~0.66 GPa
	0.6 GPa(设定)	631 °C	0.6 GPa(设定)	640 °C		

表 4 钙硅酸盐麻粒岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果

Table 4 LA-ICP-MS U-Pb dating results for zircon from the calc-silicate granulite

分析点	含量(μg/g)			同位素比值						年龄(Ma)					
	Th	U	U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ
GZ14-11-1	66	240	0.27	0.05434	0.00200	0.52457	0.01959	0.07007	0.00093	350	100	428	13	437	6
GZ14-11-2	44	181	0.24	0.05632	0.00250	0.53449	0.02152	0.06906	0.00085	450	127	435	14	430	5
GZ14-11-3	78	254	0.31	0.05516	0.00222	0.51695	0.02051	0.06817	0.00097	443	97	423	14	425	6
GZ14-11-4	67	296	0.23	0.05485	0.00220	0.53839	0.02066	0.07090	0.00105	398	107	437	14	442	6
GZ14-11-5	134	246	0.54	0.05489	0.00196	0.53366	0.02016	0.07035	0.00104	389	98	434	13	438	6
GZ14-11-6	89	426	0.21	0.05362	0.00195	0.50928	0.01929	0.06897	0.00104	389	96	418	13	430	6
GZ14-11-7	121	228	0.53	0.05540	0.00181	0.52558	0.01821	0.06861	0.00096	406	93	429	12	428	6
GZ14-11-8	181	317	0.57	0.05185	0.00196	0.46890	0.01553	0.06569	0.00083	232	108	390	11	410	5
GZ14-11-9	168	223	0.75	0.05271	0.00234	0.51096	0.02275	0.06981	0.00115	250	119	419	15	435	7

续表 4:

分析点	含量( $\mu\text{g/g}$ )		Th/ U	同位素比值						年龄(Ma)					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
GZ14-11-10	152	906	0.17	0.05251	0.00139	0.46760	0.01255	0.06407	0.00071	298	87	390	9	400	4
GZ14-11-11	61	207	0.29	0.05155	0.00210	0.48794	0.01868	0.06824	0.00090	209	111	404	13	426	6
GZ14-11-12	431	478	0.9	0.05425	0.00142	0.52980	0.01643	0.07016	0.00114	369	82	432	11	437	7
GZ14-11-14	144	518	0.28	0.05286	0.00138	0.50247	0.01329	0.06880	0.00100	322	82	413	9	429	6
GZ14-11-15	63	558	0.11	0.05408	0.00152	0.53971	0.01522	0.07213	0.00090	345	83	438	10	449	5
GZ14-11-16	58	726	0.08	0.05347	0.00156	0.52257	0.01601	0.07058	0.00089	306	87	427	11	440	5
GZ14-11-18	71	202	0.35	0.05572	0.00238	0.54224	0.02356	0.07052	0.00103	465	111	440	16	439	6
GZ14-11-19	53	255	0.21	0.05491	0.00212	0.52324	0.01951	0.06929	0.00100	391	94	427	13	432	6
GZ14-11-20	101	290	0.35	0.05420	0.00199	0.52142	0.02030	0.06942	0.00093	350	104	426	14	433	6
GZ14-11-21	53	147	0.36	0.05375	0.00223	0.51627	0.02030	0.07020	0.00114	287	113	423	14	437	7
GZ14-11-22	150	333	0.45	0.05512	0.00197	0.51979	0.01950	0.06834	0.00089	409	98	425	13	426	5
GZ14-11-23	123	169	0.73	0.05723	0.00281	0.55095	0.02492	0.07056	0.00120	600	118	446	16	440	7
GZ14-11-24	63	221	0.29	0.05525	0.00211	0.53058	0.02132	0.06946	0.00093	413	100	432	14	433	6
GZ14-11-25	72	199	0.36	0.05745	0.00272	0.55213	0.02727	0.06965	0.00114	456	119	446	18	434	7
GZ14-11-26	75	436	0.17	0.05490	0.00191	0.52440	0.01886	0.06936	0.00104	217	111	428	13	432	6
GZ14-11-27	82	366	0.22	0.05288	0.00168	0.51207	0.01701	0.07011	0.00101	450	93	420	11	437	6
GZ14-11-28	68	290	0.23	0.05334	0.00188	0.52346	0.01908	0.07094	0.00096	346	91	427	13	442	6
GZ14-11-29	66	283	0.23	0.05390	0.00212	0.52552	0.02079	0.07066	0.00103	406	96	429	14	440	6
GZ14-11-30	44	206	0.22	0.05717	0.00236	0.55503	0.02392	0.07009	0.00101	454	112	448	16	437	6
GZ14-11-31	84	208	0.41	0.05184	0.00240	0.49578	0.02029	0.07003	0.00107	522	75	409	14	436	7
GZ14-11-32	33	156	0.21	0.05406	0.00212	0.52395	0.02281	0.06995	0.00112	320	120	428	15	436	7
GZ14-11-33	45	200	0.23	0.05586	0.00264	0.53709	0.02652	0.06981	0.00102	367	106	437	18	435	6
GZ14-11-34	50	221	0.23	0.05437	0.00223	0.51891	0.02076	0.06992	0.00124	439	125	424	14	436	8
GZ14-11-35	40	179	0.22	0.05544	0.00229	0.53102	0.02272	0.06968	0.00104	389	109	432	15	434	6
GZ14-11-36	43	196	0.22	0.05466	0.00191	0.51947	0.01962	0.06882	0.00087	433	103	425	13	429	5
GZ14-11-37	77	367	0.21	0.05519	0.00228	0.54144	0.02062	0.06869	0.00101	369	98	439	14	428	6
GZ14-11-38	56	241	0.23	0.07442	0.00163	1.67306	0.04684	0.16245	0.00258	433	104	998	18	970	14
GZ14-11-39	213	593	0.36	0.07482	0.00167	1.67556	0.04699	0.16646	0.00260	1011	70	999	19	971	15
GZ14-11-40	72	208	0.35	0.05604	0.00228	0.52834	0.02205	0.06841	0.00093	417	107	431	15	427	6

代表性锆石颗粒的 CL 图像和锆石 U-Pb 年龄谐和图见图 8。锆石颗粒为亮棕色到暗棕色, 透明至半透明, 颗粒长为 150~300  $\mu\text{m}$ , 具有近椭圆型或长条状, 其长宽比为 3 : 1~2 : 1, 锆石 Th/U 值较高( $\geq 0.1$ ), 高的 Th/U 值是超固相线高温和超高温变质岩中变质锆石的普遍特征(Yakymchuk et al., 2018; Tong et al., 2019)。锆石的 CL 图像显示明显的核-边结构(图 8a), 其核部具有弱的零散的环带, 边部阴极发光呈较强的亮边, 核部和边部由薄的高光的环带相分隔; 一些锆石颗粒缺乏环带和边部结构或呈均质且明亮的特征。定年结果显示, 大部分锆石的 U-Pb 定年结果具有较高的谐和性(谐和度 $>94\%$ ), 均落在谐和图中一条不一致曲线上(图 8b), 不一致曲线的上下交点年龄分别为 ~970 Ma 和 ~435 Ma, 前者可能代表了钙硅酸盐麻粒岩原岩的年龄, 后者代表了钙硅酸盐麻粒岩变质作用的年龄。所获得的年龄可分为两组: 一组年龄较老, 为 970~971 Ma, 由 2 颗锆石的核部获得; 另一组年

龄较年轻, 介于 400~449 Ma 之间, 从 3 颗锆石的增生边和 27 颗单颗粒锆石获得, 这部分锆石的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $435\pm 4$  Ma (MSWD=0.45,  $n=30$ ), 谐和年龄为  $434\pm 5$  Ma (MSWD=1.3,  $n=30$ )(图 8b)。

## 8 讨 论

### 8.1 变质作用演化历史

国内外学者对钙硅酸盐麻粒岩的研究表明此类岩石记录了其经历的变质作用和演化的重要信息。如东南极 Rauer 群岛的钙硅酸盐麻粒岩, 为高级变质条件下由于流体的注入发生交代变质作用形成, 而其他变质地体中具有硅灰石-方柱石的钙铝榴石边或硅灰石被方解石-石英取代这类结构的钙硅酸盐麻粒岩可能是近等压降温的结果, 说明含水流体的渗透不是生成钙硅酸盐麻粒岩中石榴石冠状体结构的必要条件(Harley and Buick, 1992; Buick et al., 1993);

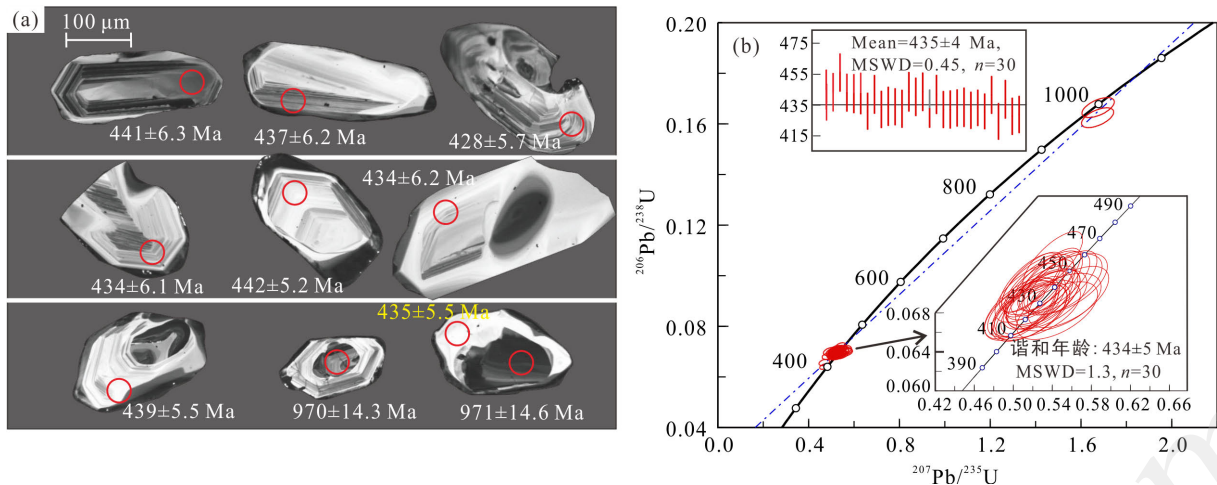


图 8 钙硅酸盐麻粒岩代表性锆石 CL 图像(a)和 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig.8 CL images of representative zircon grains (a) and U-Pb concordia diagram (b) of the calc-silicate granulite

印度南部 Kerala 孔兹岩带 Vellanad 地区的钙硅酸盐麻粒岩, 为峰期后近等压冷却形成, 与该区其他变质岩具有峰期后近等温减压型  $P-T$  轨迹截然不同, 推测此钙硅酸盐麻粒岩发生等压冷却作用应在邻区其他类型岩石发生减压作用之前(Satish and Harley, 1998); 内蒙古大青山碰撞变质带孔兹岩带中的钙硅酸盐岩, 是由富铁白云质-钙质的泥岩经麻粒岩相变质作用形成(徐仲元等, 2005); 印度高止山脉东部的钙硅酸盐麻粒岩, 其石榴石的成分由温度和氧逸度这两个变量控制, 任何外来组分流体的灌入对生成石榴石固溶体化学成分的不均一性不是必要的条件(Dasgupta and Pal, 2005); 中国阿尔泰造山带的钙硅酸盐麻粒岩, 张颖慧等(2009)运用  $P-T$  视剖面图模拟并结合方柱石和斜长石的成分等值线, 限定其形成温度为  $760\sim 790\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 压力为  $0.35\sim 1.0\text{ GPa}$ (其围岩泥质麻粒岩形成于低压条件), 指示造山带岩石在抬升过程中出现异常高的地热梯度, 随后 Yang et al. (2014)通过详细的岩相学研究, 结合变质反应结构及变质反应线, 进一步限定了阿尔泰造山带钙硅酸盐麻粒岩的温压条件为  $680\sim 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $0.6\sim 0.7\text{ GPa}$ 。

岩石学研究显示, 本文样品以钙长石、钙铝榴石和透辉石为主, 其次为钾长石、榍石、磁铁矿和绿帘石等矿物, 经过矿物共生分析, 钙硅酸盐麻粒岩峰期矿物组合( $M_1$ )出现方柱石、斜长石和石英平衡共生, 钙铝榴石、钙长石和石英组合稳定存在, 按图 5 中单变线④、⑤和⑥的交点判断, 峰期  $P-T$  条件约为  $750\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $0.55\sim 0.65\text{ GPa}$ 。峰期后( $M_2$ )钙硅酸盐麻粒岩中, 方柱石转变为斜长石+方解石+石英或钙铝榴石+石英+斜长石, 或见到斜长石转变为钙铝榴石,

说明  $P-T$  条件在图 5 中已降到反应线⑥~⑦的左侧, 温度应在  $600\sim 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 从图 6 可看出  $X_{\text{CO}_2}$  的降低(或  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  的相对增加)也是引起一系列退变质反应的重要因素。此外根据 THERMOCALC 平均温压法(Powell and Holland, 1994), 结合钙硅酸盐麻粒岩中不同阶段矿物的探针成分, 并运用单斜辉石-石榴石温度计及石榴石分解反应曲线, 联合求解出钙硅酸盐麻粒岩峰期( $M_1$ )和峰期后( $M_2$ )的温压条件, 分别为  $774\sim 803\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $0.83\sim 0.85\text{ GPa}$  和  $620\sim 669\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $0.64\sim 0.66\text{ GPa}$ 。以上两种方法计算的钙硅酸盐麻粒岩温度压力结果在误差范围内基本一致。综合钙硅酸盐麻粒岩峰期和峰期后两个阶段的温度压力结果, 获得了钙硅酸盐麻粒岩从峰期变质到峰期后经历降温减压过程的顺时针  $P-T$  轨迹(图 7)。年代学研究结果表明其变质时间为  $435\pm 4\text{ Ma}$ (图 8b), 可能代表了峰期变质的时代的下限。结合年代学研究结果表明, 钙硅酸盐麻粒岩形成于早古生代扬子陆块与华夏陆块陆-陆碰撞过程的晚期阶段, 并在其折返过程中经历了强烈的退变质, 岩相学变质反应结构也表明石榴石降压分解生成了大量蠕虫状单斜辉石+钙长石后成合晶(图 3b、c)。

## 8.2 构造意义

扬子陆块与华夏陆块早古生代造山运动的属性一直是地质界关注的重大基础地质问题。目前存在两种不同观点: 一种观点认为扬子陆块和华夏陆块之间的华南残余洋盆在早古生代闭合, 应属于俯冲-碰撞造山带, 或者是与未知中间陆块的俯冲-碰撞(Guo et al., 1989; Hsü, 1994; Zhao and Cawood, 2012; Lin et al., 2018; Liu et al., 2018); 另一种观点认为华

南缺乏早古生代俯冲相关的岛弧火山岩、蛇绿岩, 应属于早古生代陆内造山带, 其动力机制归因于远程应力效应, 如来自印支陆块、澳大利亚-印支板块或者不知名的大陆, 或陆内俯冲(Ren, 1991; 舒良树, 2006; Shu et al., 2008; Faure et al., 2009; Charvet et al., 2010; Li et al., 2010; Wang et al., 2013; 关义立等, 2016)。然而, 近年来, 新的发现和研究表明, 沿着江绍-郴州-钦防构造结合带存在大量早古生代俯冲-碰撞造山的地质证据(Guo et al., 1989; Liu et al., 2018 及文中参考文献): 早古生代蛇绿岩残片、早古生代岛弧火山岩和辉绿岩相继报道(Zhao et al., 2015; 王存智等, 2016; 董学发等, 2016; 彭松柏等, 2016; 周岱等, 2017); 云开岛弧、武夷岛弧和罗霄岛弧分布大量的早古生代花岗岩, 具有 TTG 钙碱性岛弧花岗岩的特征(邓晋福等, 2016); 武夷-云开地区早古生代(440~435 Ma)中-高压高温麻粒岩(750~900 °C, 0.7~1.1 GPa)均表现出俯冲-碰撞造山密切相关的顺时针  $P$ - $T$  轨迹(陈斌和庄育勋, 1994; 于津海等, 2005, 2014; 陈相艳, 2015; Zhao et al., 2015; 本文研究)(图 1a); 浙江龙游地区发现早古生代(约 450 Ma)高压变质榴闪岩(退变质阶段:  $T=664\sim 691$  °C,  $P=0.68\sim 0.73$  GPa)(陈相艳等, 2015); 浙东陈蔡、龙游存在新元古代到早古生代俯冲增生杂岩(董学发等, 2016; 王存智等, 2016); 云开西北缘识别出与俯冲-碰撞相关的早古生代构造混杂岩(Liu et al., 2018)。因此, 以上早古生代蛇绿岩、岛弧火山岩、TTG、高级变质岩和俯冲增生杂岩的研究表明, 华南扬子地块与华夏地块之间存在早古生代洋陆俯冲-增生-碰撞造山作用, 指示了华南南华纪-早古生代残余洋盆的存在, 江山-郴州-钦防构造结合带即为华南洋盆俯冲消减的缝合带, 大部分关键证据均沿着此断裂带分布(Liu et al., 2018)。

云开造山带早古生代大地构造环境和演化模式可根据变质作用  $P$ - $T$ - $t$  轨迹的特征进行探讨, 同时结合区域地质和花岗质岩浆作用研究综合分析。本文研究的钙硅酸盐麻粒岩的  $P$ - $T$  轨迹为顺时针型(图 7), 其特征明显不同于岛弧或活动大陆边缘地壳因岩浆作用而垂向增生的构造带, 后者的  $P$ - $T$  轨迹以逆时针为特征(Harley, 1989)。本次研究样品变质作用  $P$ - $T$  演化峰期( $M_1$ )至峰期后( $M_2$ )这一阶段以减压降温为特征, 说明研究区当时地壳有明显的构造抬升变化。在此之前, 研究区产出的高温紫苏花岗岩类岩浆(>800 °C)侵入其中, 且运用平均温压法计算获得与其相伴生的含矽线石榴黑云变粒岩形成条件约为 853 °C/0.71 GPa( $\text{sigfit}=1.07$ ; 课题组未发表数据),

暗示钙硅酸盐麻粒岩形成过程中有热源的加入, 发生了高温麻粒岩相变质作用。峰期后由于构造的抬升, 钙硅酸盐麻粒岩的温度压力又降低至角闪岩相范围内(图 7)。此外, 从晚期矿物均富钙的成分来看, 在这个过程中钙硅酸盐麻粒岩经历了 Ca 质的交代作用, 随着退变质反应的发生  $X_{\text{CO}_2}/X_{\text{H}_2\text{O}}$  值降低(图 6), 峰期麻粒岩相矿物组合逐渐退变为峰期后角闪岩相矿物组合。研究区位于钙质变质岩系(钙硅酸盐变粒岩和大理岩类), 钙质变质岩系周围的碳酸盐岩如大理岩形成于约 555 Ma(周汉文和李献华, 1998), 因而推测大理岩可能为其提供 Ca 的来源。锆石的 CL 图像显示, 钙硅酸盐麻粒岩中的锆石具有清晰的核-边结构, 经 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年获得古老锆石核部年龄约为 970 Ma; 而锆石增生边年龄约为 435 Ma。这一年龄结果, 与华南加里东期花岗岩的定年结果相似, 均存在有早新元古代继承锆石的年龄信息(Lin et al., 2018; Liu et al., 2018)。云开地区早古生代构造演化密切相关的不同岩石成因类型及年代学研究表明, 早古生代与俯冲相关的中-基性岩主要集中在 460~440 Ma, 大量晚奥陶世-早志留世与俯冲-碰撞造山相关的 TTG 深熔花岗岩主要集中在 445~423 Ma(彭松柏等, 2006; Wang et al., 2013; 覃小锋等, 2013; 邓晋福等, 2016); 高温紫苏花岗岩岩结晶形成于 435~400 Ma(Chen et al., 2012; Wang et al., 2013; 李超等, 2020), 该年龄略晚于钙硅酸盐麻粒岩锆石增生边的年龄(435 Ma), 也验证了高温紫苏花岗岩岩浆侵入致使钙硅酸盐麻粒岩原岩发生峰期变质作用的推论。通常麻粒岩峰期后减压的顺时针  $P$ - $T$  轨迹与碰撞造山作用事件密切相关, 并且其锆石记录的 U-Pb 变质年龄要略晚于实际的峰期变质时间(魏春景, 2016)。Qiu et al. (2018)认为云开地区紫苏花岗岩属 A 型花岗岩, 形成于伸展环境。

上述地质特征表明华南残留洋在志留纪(~440 Ma)完全关闭, 云开造山带发生强烈褶皱和适度增厚, 可能由于某种未知的动力学机制致使软流圈地幔上涌带来的热量, 使中下地壳广泛重熔, 花岗质岩浆和流体上升, 其热效应使地壳中部出现中压高温麻粒岩相的进变质演化过程, 达到变质作用峰期( $M_1$ )。峰期后经历了明显的减压降温过程, 说明当时研究区域处于一种陆壳拉伸的构造背景, 钙硅酸盐麻粒岩在折返过程中逐渐冷却发生退变质作用, 从而记录下峰期后( $M_2$ )的退变质作用。因此, 钙硅酸盐麻粒岩记录的  $P$ - $T$  轨迹代表了华南残留洋闭合之后, 扬子陆块与华夏陆块发生陆-陆碰撞及碰撞后伸展抬

升过程, Liu et al. (2018)认为碰撞阶段可能在 440 Ma 开始而在 435 Ma 结束,最近 Huang et al. (2019)也论述了华南早古生代扬子与华夏陆块发生碰撞,并约束了 435 Ma 为华南由挤压到伸展的构造体制转换的准确时间。本文获得的锆石核部年龄(~970 Ma),表明钙硅酸盐麻粒岩的原岩可能形成于早新元古代,锆石边部的年龄(~435 Ma)则表明钙硅酸盐麻粒岩于 440~435 Ma 陆-陆碰撞过程中由于高温紫苏花岗岩侵入、加热造成中压高温麻粒岩相变质,435~400 Ma 之后构造抬升发生角闪岩相退变质作用,为华南加里东期造山作用的产物。

## 9 结 论

本文通过对高州云炉-龙修一带出露的钙硅酸盐麻粒岩的详细研究,获得了以下关于该区变质演化历史和大地构造背景的认识:

(1) 岩相学研究表明粤西云开地块高州钙硅酸盐麻粒岩保留了峰期和峰期后两个变质阶段的矿物组合( $M_1$ - $M_2$ )。峰期矿物组合( $M_1$ )由基质中平衡共生的石榴石+透辉石+斜长石+钾长石+方柱石构成,退变质阶段矿物组合( $M_2$ )为蠕虫状透辉石+钙长石+石英后合成晶、钙铝榴石+石英冠状体及方解石+石英+榍石+磁铁矿退变组合。

(2) 结合平均温压和地质温压计获得峰期( $M_1$ )温压条件为 774~803 °C、0.83~0.85 GPa; 峰期后( $M_2$ )温压条件为 620~669 °C、0.64~0.66 GPa, 指示了减压降温的顺时针  $P$ - $T$  轨迹,可能反映了与碰撞造山有关的大地构造背景。

(3) 云开地块钙硅酸盐麻粒岩锆石具有清晰的核-边结构,锆石核部年龄指示其原岩形成于早新元古代(~970 Ma),锆石边部年龄代表了其发生变质作用在早古生代(~435 Ma),为华南加里东造山作用的产物,结合恢复的顺时针  $P$ - $T$  轨迹特征,反映了加里东期扬子与华夏陆块发生陆-陆碰撞和碰撞后抬升的过程。

致谢: 中国地质科学院地质研究所任留东研究员和北京大学魏春景教授认真审阅了本文并提出了宝贵的修改意见; 定稿过程得到了王祥松博士的帮助,使本文内容得到了改进和完善; 中国科学院广州地化研究所同位素地球化学国家重点实验室陈林丽老师在电子探针实验分析中给予帮助,在 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年和数据分析过程中曾得到李聪颖老师的热心指导和帮助,在此一并表示衷心感谢。

## 参考文献(References):

- 陈斌, 庄育勋. 1994. 粤西云炉紫苏花岗岩及其麻粒岩包体的主要特点和成因讨论. 岩石学报, 10(2): 139-150.
- 陈相艳, 仝来喜, 张传林, 朱清波, 李亚楠. 2015. 浙江龙游石榴石角闪岩(退变榴辉岩): 华夏加里东期碰撞造山事件的新证据. 科学通报, 60(13): 1207-1225.
- 邓晋福, 冯艳芳, 狄永军, 刘翠, 肖庆辉, 苏尚国, 赵国春, 孟斐, 熊龙. 2016. 华南地区侵入岩时空演化框架. 地质论评, 62(1): 3-16.
- 董学发, 余盛强, 唐增才, 肖庆辉, 袁强, 陈忠大, 周宗尧, 吴小勇. 2016. 浙江“陈蔡增生杂岩”中洋内弧型变基性火山岩的地球化学特征及其地质意义. 中国地质, 43(3): 817-828.
- 甘晓春, 李惠民, 孙大中. 1995. 浙西南早元古代花岗质岩石的年代. 岩石矿物学杂志, 14(1): 1-8.
- 关义立, 袁超, 龙晓平, 张运迎, 王鑫玉, 黄宗莹, 陈蓓, 曲少东. 2016. 华南早古生代花岗岩中暗色包体的成因: 岩石学、地球化学和锆石年代学证据. 大地构造与成矿学, 40(1): 109-124.
- 胡雄健. 1994. 浙西南下元古界八都群的地质年代学. 地球化学, 23(S1): 18-24.
- 李超, 仝来喜, 刘兆, 黄小龙. 2020. 华南云开高州紫苏花岗岩及其两类石榴石的成因: 岩石学和锆石 U-Pb 年代学证据. 岩石学报, 36(3): 871-892.
- 李献华, 王一先, 赵振华, 陈多福, 张宏. 1998. 闽浙古元古代斜长角闪岩的离子探针锆石 U-Pb 年代学. 地球化学, 27(4): 327-334.
- 卢良兆, 徐学纯, 刘福来. 1996. 中国北方早前寒武纪孔兹岩系. 长春: 长春出版社: 168-173.
- 彭松柏, 刘松峰, 林木森, 吴长峰, 韩庆森. 2016. 华夏早古生代俯冲作用(I): 来自糯垌蛇绿岩的新证据. 地球科学, 41(5): 765-778.
- 舒良树. 2006. 华南前泥盆纪构造演化: 从华夏地块到加里东期造山带. 高校地质学报, 12(4): 418-431.
- 覃小锋, 潘元明, 李江, 李容森, 周府生, 胡贵昂, 钟锋运. 2006. 桂东南云开地区变质杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学. 地质通报, 25(5): 553-559.
- 覃小锋, 王宗起, 胡贵昂, 曹洁, 冯佐海. 2013. 两广交界地区壶洞片麻状复式岩体的年代学和地球化学: 对云开地块北缘早古生代构造-岩浆作用的启示. 岩石学报, 29(9): 159-174.
- 王存智, 姜杨, 赵希林, 邢光福, 高天山, 靳国栋, 杨东. 2016. 陈蔡岩群下河图斜长角闪岩年代学、地球化学特征及其构造意义. 岩石矿物学杂志, 35(3): 425-442.
- 吴福元, 万博, 赵亮, 肖文交, 朱日祥. 2020. 特提斯地球动力学. 岩石学报, 36(6): 1627-1674.
- 魏春景. 2016. 麻粒岩相变质作用与花岗岩成因-II: 变质

- 泥质岩高温-超高温变质相平衡与S型花岗岩成因的定量模拟. 岩石学报, 32(6): 1625–1643.
- 徐仲元, 刘正宏, 胡风翔, 杨振升. 2005. 内蒙古大青山地区孔兹岩系中钙硅酸盐岩的组成和地球化学特征. 吉林大学学报(地球科学版), 35(6): 681–689.
- 于津海, 楼法生, 王丽娟, 沈林伟, 周雪瑶, 张春晖, 黄志忠. 2014. 赣东北弋阳早古生代麻粒岩的发现及其地质意义. 科学通报, 59(35): 3508–3516.
- 于津海, 周新民, O'Reilly S Y, 赵蕾, Griffin W L, 王汝成, 王丽娟, 陈小明. 2005. 南岭东段基底麻粒岩相变质岩的形成时代和原岩性质: 锆石的U-Pb-Hf同位素研究. 科学通报, 50(16): 1758–1767.
- 张颖慧, 魏春景, 王伟. 2009. 中国阿尔泰造山带麻粒岩相变质作用及其地质意义. 中国科技论文在线.
- 钟增球, 游振东, 周汉文, 韩郁菁. 1996. 两广云开隆起区基底的组成演化及其基本结构格局. 中国区域地质, (1): 36–43.
- 周岱, 龙文国, 王磊, 贾小辉. 2017. 云开地区早古生代竹雅-石板辉长岩锆石U-Pb定年与Lu-Hf同位素特征. 地质通报, 36(5): 726–737.
- 周汉文, 李献华, 刘颖, 韦刚健, 王江海, 孙大中. 1998. 粤西龙修地区大理岩的Pb-Pb年龄及其地质意义. 现代地质, 12(2): 180–184.
- 周汉文, 游振东, 钟增球, 韩郁菁. 1994. 云开隆起区钾长球斑片麻状黑云母花岗岩锆石特征研究——形貌、成分以及U-Pb同位素年龄. 地球科学, 29(4): 41–46.
- Buick I S, Harley S L and Cartwright I C. 1993. Granulite facies metasomatism-zoned calc-silicate boudins from the Rauer-Group, East Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(4): 557–571.
- Charvet J. 2013. The Neoproterozoic-Early Paleozoic tectonic evolution of the South China Block: An overview. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74: 198–209.
- Charvet J, Shu L S, Faure M, Choulet F, Wang B, Lu H F and Le Breton N. 2010. Structural development of the Lower Paleozoic belt of South China: Genesis of an intracontinental orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 309–330.
- Chen C H, Liu Y H, Lee C Y, Xiang H and Zhou H W. 2012. Geochronology of granulite, charnockite and gneiss in the poly-metamorphosed Gaozhou Complex (Yunkai massif), South China: Emphasis on the *in-situ* EMP monazite dating. *Lithos*, 144–145: 109–129.
- Dasgupta S and Pal S. 2005. Origin of grandite garnet in calc-silicate granulites: Mineral-fluid equilibria and petrogenetic grids. *Journal of Petrology*, 46(5): 1045–1076.
- Ellis D J. 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, 15(2): 167–170.
- Faure M, Shu L S, Wang B, Charvet J, Choulet F and Monie P. 2009. Intracontinental subduction: A possible mechanism for the Early Palaeozoic orogen of SE China. *Terra Nova*, 21(5): 360–368.
- Gao S, Yang J, Zhou L, Li M, Hu Z C, Guo J L, Yuan H L, Gong H J, Xiao G Q and Wei J Q. 2011. Age and growth of the Archean Kongling Terrain, South China, with emphasis on 3.3 Ga granitoid gneisses. *American Journal of Science*, 311(2): 153–182.
- Guo L Z, Shi Y S, Lu H F, Ma R S, Dong H G and Yang S F. 1989. The pre-Devonian tectonic patterns and evolution of South China. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 3(1): 87–93.
- Harley S L. 1989. The origins of granulites: A metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126(3): 215–247.
- Harley S L and Buick I S. 1992. Wollastonite-scapolite assemblages as indicators of granulite pressure temperature fluid histories — the Rauer group, East Antarctica. *Journal of Petrology*, 33(3): 693–728.
- Harley S L and Santosh M. 1995. Wollastonite at Nuliyam, Kerala, Southern India — A reassessment of CO<sub>2</sub>-infiltration and charnockite formation at a classic locality. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(1): 83–94.
- Holland T J B and Powell R. 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(3): 333–383.
- Hsü K J. 1994. Tectonic facies in an archipelago model of intra-plate orogenesis. *GSA Today*, 4(12): 289–293.
- Hsü K J, Li J L, Chen H H, Wang Q C, Sun S and Sengor A M C. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding west pacific geology. *Tectonophysics*, 183(1–4): 9–39.
- Huang D L and Wang X L. 2019. Reviews of geochronology, geochemistry, and geodynamic processes of Ordovician-Devonian granitic rocks in southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 184, 104001.
- Huang J Q, Ren J S, Zhang Z K and Qin D Y. 1980. The Geotectonic Evolution of China. Beijing: Science Press: 1–124.
- Huang X L, Yu Y, Li J, Tong L X and Chen L L. 2013. Geochronology and petrogenesis of the early Paleozoic I-type granite in the Taishan area, South China: Middle-



- lower crustal melting during orogenic collapse. *Lithos*, 177: 268–284.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Gunther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1–2): 34–43.
- Li X H, Tatsumoto M, Premo W R and Gui X T. 1989. Age and origin of the Tanghu granite, Southeast China — Results from U-Pb single zircon and Nd isotopes. *Geology*, 17(5): 395–399.
- Li Z X. 1998. Tectonic history of the major East Asian lithospheric blocks since the mid-Proterozoic — A synthesis. // Flower M F J, Chung S L, Lo C H and Lee T Y. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*: 221–243.
- Li Z X, Li X H, Wartho J A, Clark C, Li W X, Zhang C L and Bao C. 2010. Magmatic and metamorphic events during the early Paleozoic Wuyi-Yunkai orogeny, southeastern South China: New age constraints and pressure-temperature conditions. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5–6): 772–793.
- Lin S F, Xing G F, Davis D W, Yin C Q, Wu M L, Li L M, Jiang Y and Chen Z H. 2018. Appalachian-style multi-terrane Wilson cycle model for the assembly of South China. *Geology*, 46(4): 319–322.
- Liu J, Bohlen S R and Ernst W G. 1996. Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 143: 161–171.
- Liu S F, Peng S B, Kusky T, Polat A and Han Q S. 2018. Origin and tectonic implications of an Early Paleozoic (460–440 Ma) subduction-accretion shear zone in the northwestern Yunkai Domain, South China. *Lithos*, 322: 104–128.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J A and Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546.
- Ludwig K R. 2003. Users manual for Isoplot/Ex: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 1a.
- Powell R and Holland T J B. 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79(1): 120–133.
- Qiu X F, Zhao X M, Yang H M, Lu S S, Jiang T and Wu N W. 2018. Petrogenesis of the Early Palaeozoic granitoids from the Yunkai massif, South China block: Implications for a tectonic transition from compression to extension during the Caledonian orogenic event. *Geological Magazine*, 155(8): 1776–1792.
- Qiu Y M and Gao S. 2000. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of South China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. *Geology*, 28(1): 11–14.
- Rapa G, Groppo C, Rolfo F, Petrelli M, Mosca P and Perugini D. 2017. Titanite-bearing calc-silicate rocks constrain timing, duration and magnitude of metamorphic CO<sub>2</sub> degassing in the Himalayan belt. *Lithos*, 292: 364–378.
- Ravna E K. 2000. The garnet-clinopyroxene geothermometer: An updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(2): 211–219.
- Ren J S. 1991. On the geotectonics of southern China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 4(2): 111–136.
- Satish-Kumar M and Harley S L. 1998. Reaction textures in scapolite-wollastonite-grossular calc-silicate rock from the Kerala Khondalite Belt, Southern India: Evidence for high-temperature metamorphism and initial cooling. *Lithos*, 44(3–4): 83–99.
- Shu L S, Faure M, Wang B, Zhou X M and Song B. 2008. Late Palaeozoic-Early Mesozoic geological features of South China: Response to the Indosinian collision events in Southeast Asia. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(2–3): 151–165.
- Shu L S, Zhou G Q, Shi Y S and Yin J. 1994. Study of the high-pressure metamorphic blueschist and its late Proterozoic age in the eastern Jiangnan belt. *Chinese Science Bulletin*, 39(14): 1200–1204.
- Spear F S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington D C: Mineralogical Society of America.
- Ting W K. 1929. The orogenic movement in China. *Bulletin of the Geological Society of China*, 8 (1): 151–170.
- Tong L X, Liu Z, Li Z X, Liu X H and Zhou X. 2019. Poly-phase metamorphism of garnet-bearing mafic granulite from the Larsemann Hills, East Antarctica: *P-T* path, U-Pb ages and tectonic implications. *Precambrian Research*, 326: 385–398.
- Wan Y S, Liu D Y, Wilde S A, Cao J J, Chen B, Dong C Y, Song B and Du L L. 2010. Evolution of the Yunkai Terrane, South China: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating, geochemistry and Nd isotope. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 140–153.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W and Zhang Y H. 2013. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key

- observations and controversies. *Gondwana Research*, 23(4): 1273–1305.
- Wang Y J, Zhao G C, Cawood P A, Fan W M, Peng T P and Sun L H. 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic (similar to 1770 Ma) mafic dikes from the Trans-North China Orogen and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(1–2): 61–77.
- Yakymchuk C, Kirkland C L and Clark C. 2018. Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(6): 715–737.
- Yang T N, Li J Y, Liang M J and Wang Y. 2015. Early Permian mantle-crust interaction in the south-central Altaids: High-temperature metamorphism, crustal partial melting, and mantle-derived magmatism. *Gondwana Research*, 28(1): 371–390.
- Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, Gao S and Wu F Y. 2006. Zircon isotope evidence for  $\geq 3.5$  Ga continental crust in the Yangtze craton of China. *Precambrian Research*, 146(1–2): 16–34.
- Zhang Z J and Wang Y H. 2007. Crustal structure and contact relationship revealed from deep seismic sounding data in South China. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 165(1–2): 114–126.
- Zhao G C and Cawood P A. 1999. Tectonothermal evolution of the Mayuan assemblage in the Cathaysia Block: Implications for Neoproterozoic collision-related assembly of the South China craton. *American Journal of Science*, 299(4): 309–339.
- Zhao G C and Cawood P A. 2012. Precambrian geology of China. *Precambrian Research*, 222: 13–54.
- Zhao L, Zhai M G, Zhou X W, Santosh M and Ma X D. 2015. Geochronology and geochemistry of a suite of mafic rocks in Chencai area, South China: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Lithos*, 236–237: 226–244.

## Metamorphic $P$ - $T$ History of Calc-silicate Granulites at Gaozhou in the Yunkai Massif, Western Guangdong and its Tectonic Implications

LI Chao<sup>1,2</sup>, TONG Laixi<sup>3\*</sup>, HUANG Xiaolong<sup>1</sup>, LIU Zhao<sup>1,2</sup> and ZHONG Zheng<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China)

**Abstract:** Calc-silicate granulites in the Yunkai massif of Western Guangdong contain important information of thermo-tectonic evolution of the early Paleozoic Yunkai orogen, and study of which may help to better understand the metamorphic history of the Yunkai orogenic belt. Detailed petrographic studies indicated that the samples preserved peak granulite-facies and post-peak amphibolite-facies mineral assemblages formed at two metamorphic stages ( $M_1$ - $M_2$ ). The peak metamorphic mineral equilibrium assemblages ( $M_1$ ) are identified as garnet + diopside + plagioclase + K-feldspar  $\pm$  scapolite in the matrix. The retrograde assemblages ( $M_2$ ) are characterized by vermicular diopside + anorthite + quartz symplectites and garnet + quartz coronas and retrograde mineral assemblage calcite + sphene + magnetite. Conventional thermobarometers and average  $P$ - $T$  calculation result in the following  $P$ - $T$  condition: 803 °C/0.84 GPa for peak metamorphism ( $M_1$ ) and 660 °C/0.63 GPa for post-peak retrograde metamorphism ( $M_2$ ), respectively, indicating relatively high temperature and medium pressure peak granulite-facies metamorphism and post-peak amphibolite facies retrograde metamorphism. CL images of zircon grains from the calc-silicate granulites show a clear core-rim internal texture, LA-ICP-MS zircon U-Pb dating gives an early Neoproterozoic age (ca. 970 Ma) for the formation of the protolith and a weighted average  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age is  $435 \pm 4$  Ma for the peak metamorphism. Based on the metamorphic reaction textures and  $P$ - $T$  estimates, the post-peak decompressional cooling along a clockwise  $P$ - $T$  trajectory was defined, which is consistent with the occurrence of an orogenic event. Combining with the early Paleozoic metamorphic age, we thus concluded that the calc-silicate granulites recoded the continental collision between Yangtze and Cathaysia blocks and post-collisional uplift processes during the Caledonian orogenic event in South China.

**Keywords:** Yunkai massif; calc-silicate granulites;  $P$ - $T$  trajectory; zircon U-Pb dating; Caledonian orogenic event